

El karst y la evolución del litoral del Migjorn de Menorca

Joan J. FORNÓS

Departament de Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears

Introducción

Más de la mitad de la superficie de Menorca está ocupada por rocas carbonatadas. Esta proporción se incrementa si nos referimos tan sólo a la línea de costa. Teniendo en cuenta que nos encontramos en una zona de climatología templada con regular pluviometría estacional, comprenderemos fácilmente que uno de los procesos más importantes del modelado de la isla será el kárstico (García Senz, 1985).

El presente trabajo enfatiza el papel que han tenido y siguen teniendo en la actualidad los procesos kársticos, tanto del endokarst como del exokarst en el modelado litoral de la zona del Migjorn donde la litología carbonatada de calcarenitas y calcisiltitas es omnipresente.

En primer lugar se describe la evolución del litoral a macroescala, donde con la base del condicionamiento estructural de la mayor parte de los acantilados y de la línea de costa, los procesos fluviales y cársticos se conjugan para producir una de las formas más características de la costa balear, las calas. En segundo lugar se describe el micromodelado basado en las formas de disolución de pequeña escala frecuentes en la zona costera.

El macromodelado

El rasgo casi monótono y más característico del Migjorn de Menorca es una línea de costa que forman los acantilados de la plataforma tabular carbonatada miocena, cortados por profundas incisiones, los barrancos, que terminan en una típica forma de cala. Tradicionalmente se han venido considerando las calas originadas por la incisión fluvial durante el último periodo glacial. La transgresión holocena en ambiente estuarino ha dado lugar a esta forma de costa entre acantilados (Penck, 1894). Sin embargo y dejando de lado el importante papel que juega la red de fracturación en el trazado final, tanto de la línea de costa, como del recorrido de los torrentes y el trazado de las calas (Rosselló, 1997), la variabilidad morfológica y el papel poco claro de los actuales procesos fluviales, hacen pensar en la intervención de otros procesos en el desarrollo y evolución de los barrancos y por tanto de las calas. El modelo que se propone destaca la clara relación en un buen número de casos entre la cala y el karst (Fig. 1).

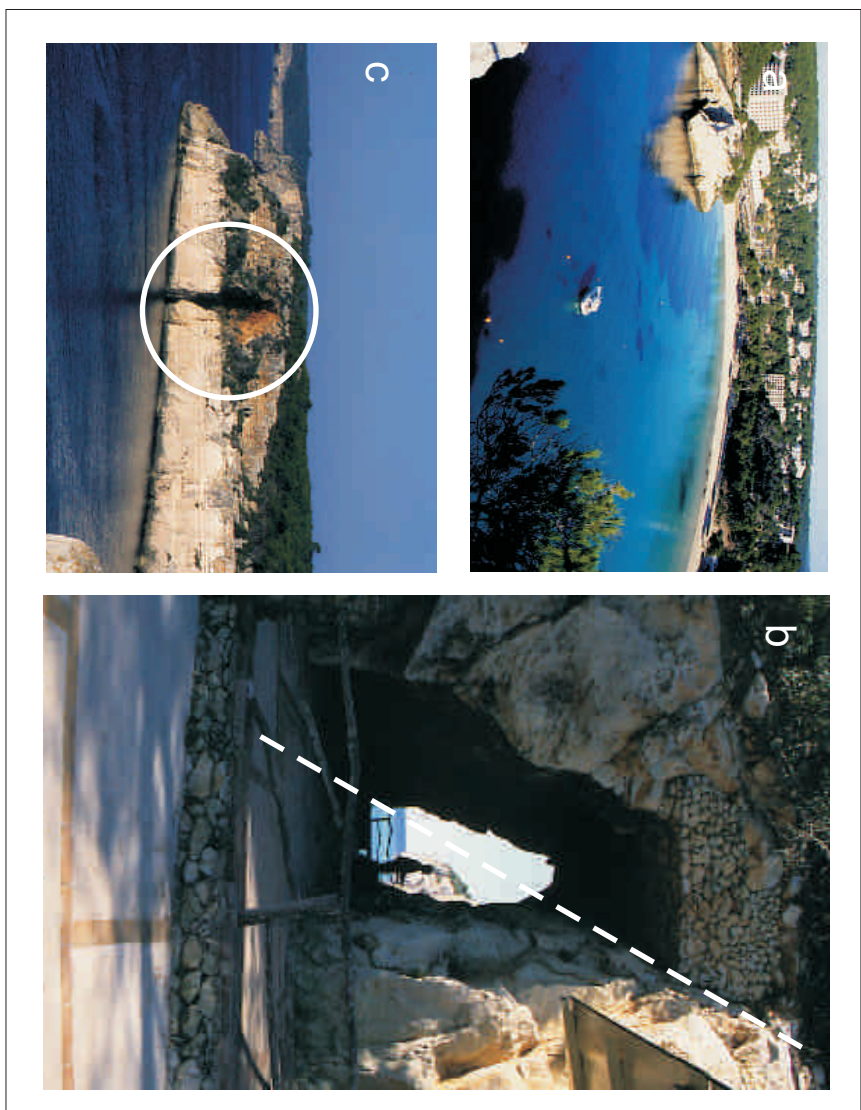


Figura 1
 Cala Galdana (a)
 ejemplo del papel del
 karst en el modelado
 litoral, donde se
 aprecia como los
 conductos freáticos
 aparecen condicio-
 nados por la fractu-
 ración (b) y las depre-
 siones y colapsos (c)
 modelan un marco
 incomparable

Litología y fracturación

Los materiales, carbonatados en su totalidad, que forman los acantilados costeros del Migjorn corresponden al Mioceno superior (Pomar *et al.*, 2002). Está formado por dos unidades:

- a) la inferior que corresponde a una rampa progradante cuyas facies bioclásticas presentan como componente mayoritario las algas rojas dispuestas en capas con un ligero buzamiento deposicional en dirección sur, donde alternan las texturas *packstones*, *grainstone* o incluso *rudstone* con una gran bioturbación (Fig. 2a);
- b) la superior corresponde a una plataforma de progradación arrecifal cuyas características litológicas son muy similares a la anterior, dependiendo del subambiente deposicional con la variada presencia de cuerpos bioconstruidos por corales que, además de las texturas anteriores, pueden dar lugar a texturas *rudstone* y *framestone*.

Los materiales del Mioceno superior son postorogénicos, no presentan por tanto deformación, aunque sí de forma poco penetrativa están afectados por una fracturación, o mejor dicho, diaclasamiento (Fig. 2) cuyas direcciones más frecuentes (N50-60° y N120-140°) coinciden con la mayor parte del trazado de los torrentes así como con las alineaciones de los acantilados costeros (Fig. 2c) y están asociados con los principales fenómenos de tipo kárstico (Fig. 2b).

Cala Galdana

La apariencia de desembocadura fluvial (artificial en la actualidad) del torrente d'Algendar, en Cala Galdana, corresponde al relleno sedimentario -albufera y restinga- de la última transgresión flandriense (Fornós *et al.*, 1998).

Las formas cóncavas de la costa se suceden en continuidad, realizadas por la trayectoria meandrizante del torrente. En la zona de la cala las paredes verticales repiten estas formas cóncavas claramente delimitadas por paredes muy empinadas favorecidas por una fracturación vertical que sigue las direcciones ya mencionadas anteriormente y que se relacionan con hundimientos kársticos (Fig. 3).

El tipo y la morfología de dichos hundimientos se hace especialmente visible en la actual línea de costa en cuya alineación también es más evidente el papel de la fracturación y su control en la distribución de los hundimientos (Rosselló *et al.*, 2002). En la Fig. 4 se observa la relación entre las dolinas y sus conductos verticales con las formas endokársticas horizontales.

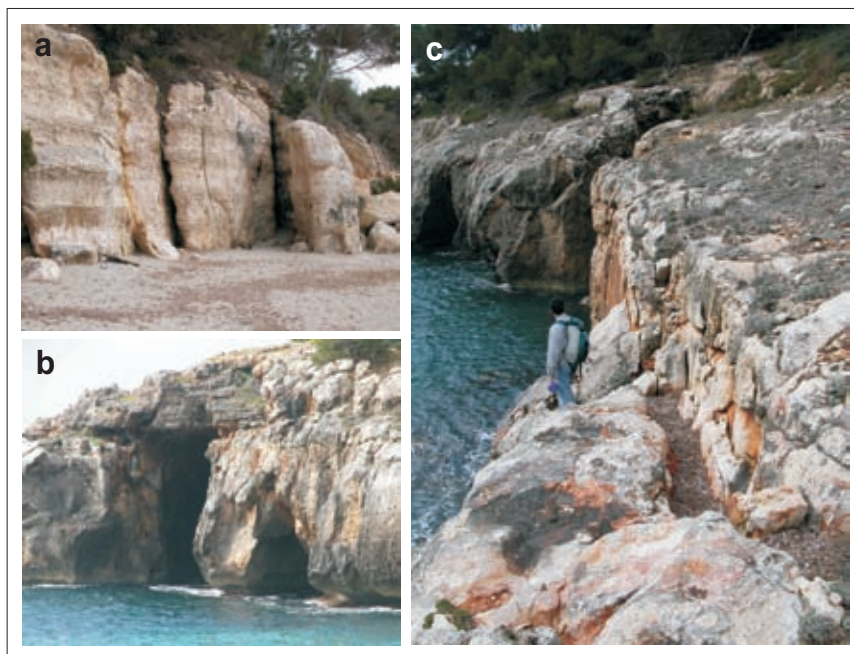


Figura 2

Cala Mitjana (a) y cala Fustam (b y c) donde la intensa diaclasación regularmente espaciada es el factor clave que condiciona el desarrollo de los conductos freáticos, las cavidades y la línea de costa

Modelo evolutivo

La presencia de cavidades de disolución que siguen un cierto paralelismo a lo largo del litoral, así como la presencia de conductos paralelos por debajo de los actuales lechos torrenciales, ha sido puesto de manifiesto recientemente por Gràcia *et al.* (2000). Este hecho nos permite proponer un modelo de evolución del litoral carbonatado, que se iniciaría con la disolución preferente en los acuíferos marinos carbonatados ligada a las zonas de mezcla de aguas (Smart y Whitaker, 1991) que crearía un rosario de cavidades debidas a la cuña de intrusión marina, fenómeno ampliamente descrito en áreas tropicales (Whitaker y Smart, 1990; Mylroie y Carew, 1990).

Otro factor a tener en cuenta es la fracturación o diaclasamiento. Teniendo presente el mecanismo anterior, una fracturación transversal a la línea de costa, como la comprobada en la zona central del Migjorn de Menorca, favorecerá la disolución en dirección a tierra por la canalización preferente del flujo a través de la discontinuidad que representan estas

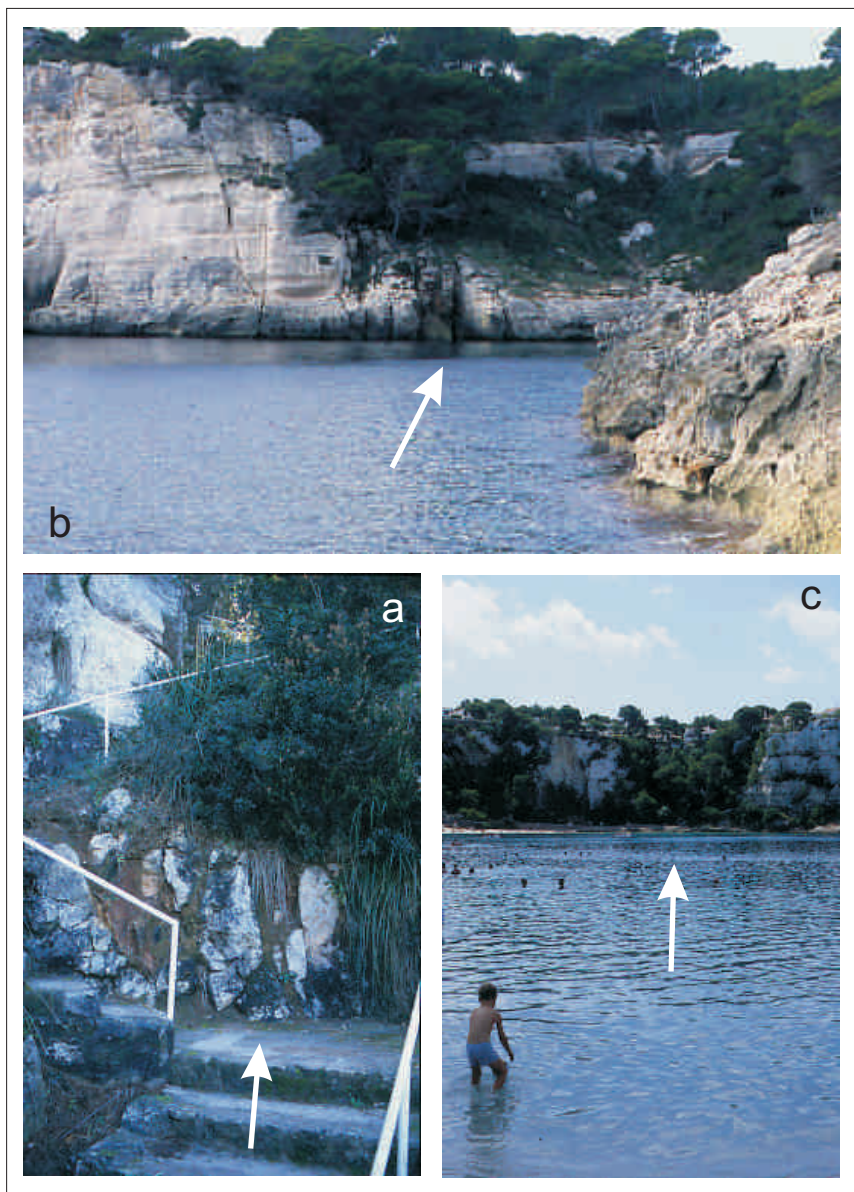


Figura 3

Cala Galdana. (a) Conductos freáticos rellenos por materiales lutíticos rojos de infiltración; (b) dolinas de colapso delimitadas por fracturas; (c) dolina de colapso de dimensiones decamétricas

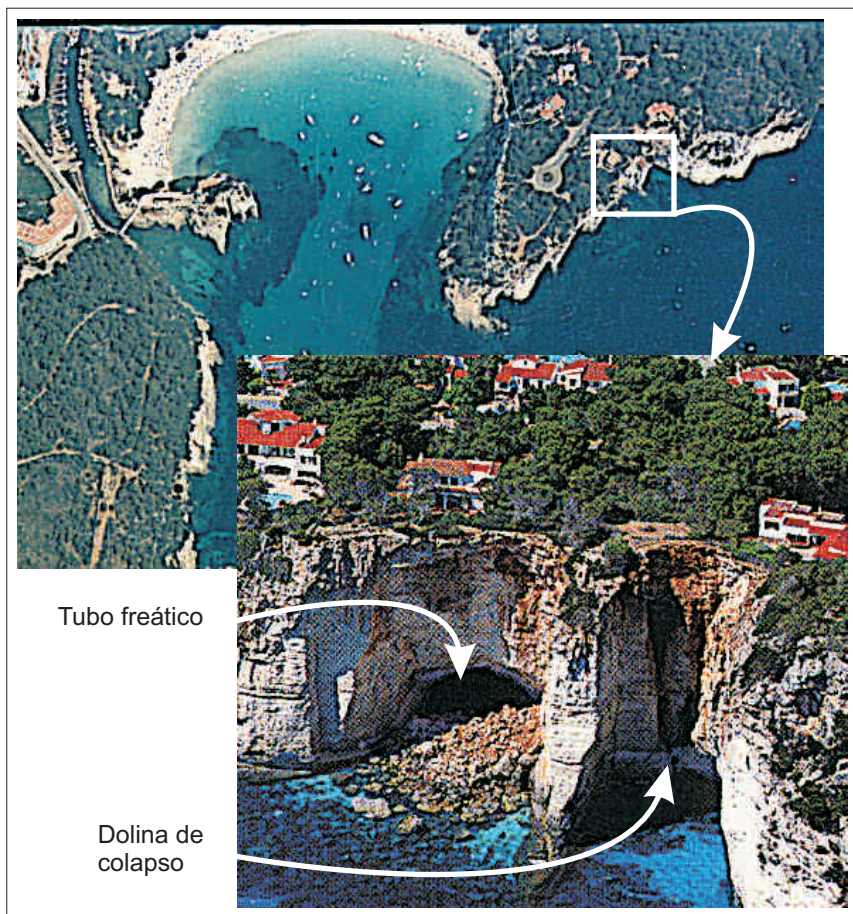


Figura 4

Colapso de dolinas relacionadas con la fracturación y conductos freáticos capturados por la acción de la dinámica marina (Cala Galdana)

fracturas (Back *et al.*, 1984). Este mayor flujo de agua, y por ende la digitación en este punto de la cuña de intrusión favorecerá la porosidad kárstica que a la larga será objeto de la actividad abrasiva marina con la captura de las depresiones y conductos creados. En el caso del Migjorn de Menorca (Fig. 5), la formación de las calas se relaciona, en un buen número de casos, que no todos, con el aprovechamiento de los conductos freáticos.

Estos conductos se desarrollaron siguiendo en su mayor parte la pendiente deposicional de los materiales calcareníticos miocenos por disolución preferente (alternancia con calcisiltitas más impermeables) a

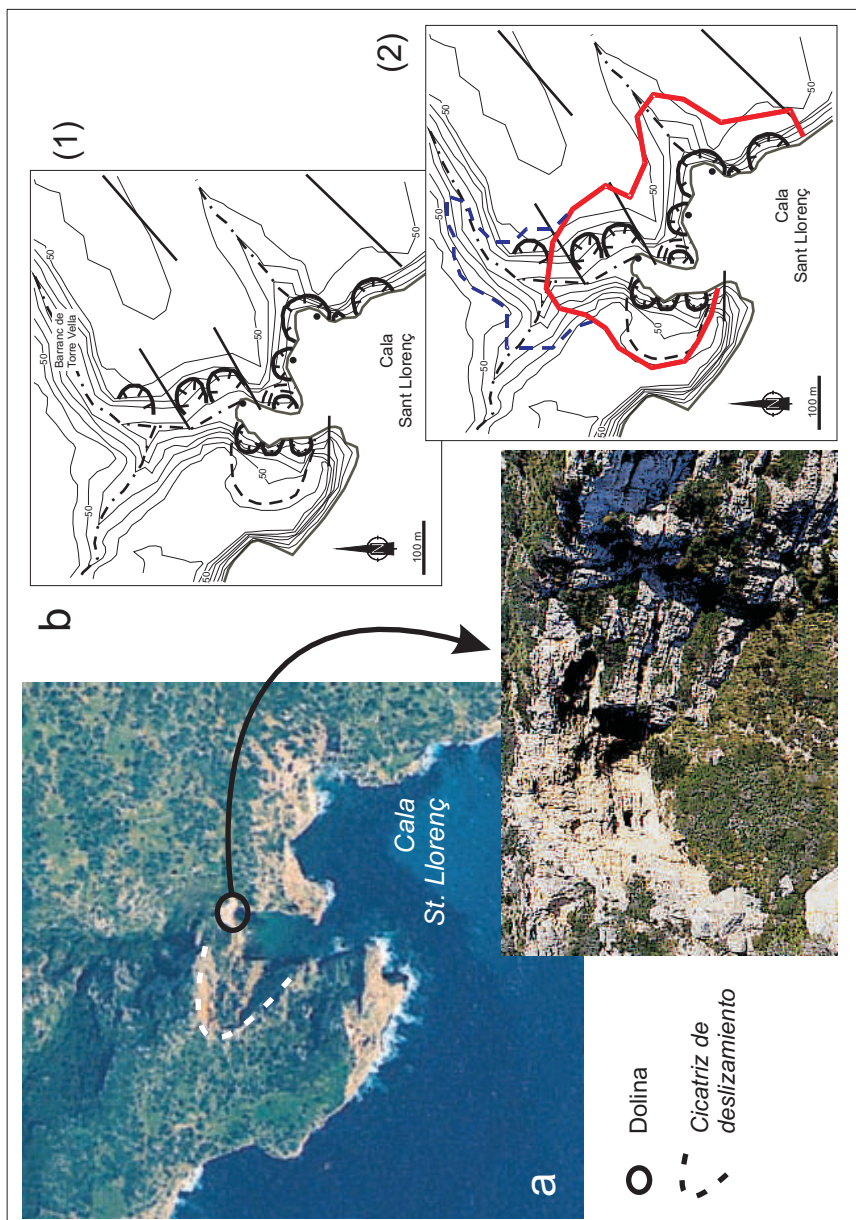


Figura 5
Modelo evolutivo de formación de una cala y barranco asociado por coalescencia de dolinas de colapso. Ejemplo de Cala Sant Llorenç

través del diaclasamiento vertical en momentos de estabilización marina del Plio-cuaternario.

La variabilidad glacioeustática de este período daría lugar a la superposición de varios niveles de disolución que favorecerían la formación de cañones cársticos, depresiones o dolinas y el colapso de las mismas, principalmente en momentos de nivel marino bajo por pérdida de soporte hidráulico. El mecanismo no se desarrolla de forma única, sino que el resultado final suele ser una amalgama y coalescencia de procesos y formas que derivan en lo que sería la formación de la cala y el barranco asociado.

En la zona costera, durante los periodos de ascenso marino, estas formas serían invadidas por el mar y provocarían además el relleno sedimentario de los barrancos (Fornós *et al.*, 1998). La forma final de planta circular o elíptica de calas y los límites de sus paredes verticales y las de los barrancos apoyan la interpretación genética cárstica de formación y hundimiento de cavidades. Sin embargo, a la morfometría resultante, hay que añadir la variabilidad, producto de la combinación de los procesos fluviales con la estructura tectónica y la alternancia textural litológica.

El micromodelado : el lapiaz o karren

El siguiente gran apartado que relaciona el karst con el litoral corresponde a las microformas, frecuentes cuando la costa rocosa presenta plataformas, rellanos o acantilados de poca altura. Dichas particularidades, cabría englobarlas dentro del denominado karren o lapiaz costero (Ginés, 2000; Gómez-Pujol y Fornós, 2001) que abarcaría todas las formas de meteorización desarrolladas sobre la roca caliza en ambientes litorales en los cuales la disolución ejerce un papel esencial

El karren agrupa todos aquellos modelados, microformas y conjuntos de microformas complejas que se desarrollan en las costas rocosas desde la zona supralitoral (donde la influencia marina remodelaría la formación del lapiaz de subsuelo) a la intermareal (donde los procesos marinos serían los dominantes). En su génesis intervienen además de la disolución, otros procesos como la acción física del oleaje, la acción físico-química del spray marino (haloclastia) y, en especial, la actividad biológica, que con la acción de cianobacterias, gasterópodos, equinodermos, etc. es pieza clave para entender buena parte de los resultados de la meteorización del roquedo carbonatado, lo que ha dado lugar a la acuñación del término biokarst o fitokarst (Viles, 1988).

El desarrollo del karren litoral depende de la morfología general de los acantilados. Así, el máximo desarrollo se da en toda la zona del Migjorn

sobre las calcarenitas del Mioceno superior y eolianitas plesitocenas (Fig. 6), especialmente en los sectores occidental y oriental de la isla, donde el litoral presenta una cota más baja, mientras que el sector central, bien por la presencia de acantilados verticales de considerable altura, bien por una composición más lutítica, dichas formas están menos desarrolladas. En la zona costera de Tramuntana, en las áreas con afloramientos calcáreos y dolomíticos mesozoicos también se desarrollan, aunque nunca adquieren las características espectaculares del Migjorn.

Las formas presentes son muy variables, de modo que se comprueba una gran variabilidad con un claro gradiente entre formas definidas. Muchas de ellas, además, están condicionadas por la naturaleza de las estructuras de la roca, tanto sedimentarias como tectónicas o de otro tipo, como pueda ser la debida a la disolución preferente de algunos de los componentes de las calcarenitas (por ejemplo los corales). De entre todo el espectro de posibilidades (Fig. 6) cabe destacar como formas más generales y frecuentes que se pueden observar (Gómez-Pujol y Fornós, 2001): *cubetas o kamenitzas* ("*cocons*") que son depresiones de planta elíptica y fondo plano de orden decimétrico a métrico, delimitadas por paredes verticales que suelen presentar extraplomos (Emery, 1946); *alvéolos y microalvéolos* ("*pits, micropits*"), pequeñas depresiones de planta circular poco profundas de orden centimétrico (alvéolos) o inferior al centímetro (microalvéolos) que suelen presentar densidades muy elevadas (Folk *et al.*, 1973) y, *pináculos o agujas* ("*pinnacles*") que son cuerpos de forma cónica o piramidal de dimensiones muy variables que pueden llegar al metro de altura (Ley, 1979) y que corresponderían al relieve residual de una superficie previamente desmantelada.

Todo el conjunto de microformas se estructura sobre la base de la zonación litoral similar a la descrita por Gómez-Pujol y Fornós (2001) para la isla de Mallorca, fundamentada en los parámetros físicos de la dinámica marina (dominio del oleaje, zona de salpicadura y zona de aerosol), y los parámetros biológicos de zonación debida a los microambientes generados por la variación de la influencia marina y/o continental, en sentido transversal a la línea de costa, o como microhabitats debidos al abundante diaclasamiento de los materiales calcáreos donde se retiene la humedad. Así, de mar a tierra, podemos encontrar el dominio de las plataformas y otras formas de abrasión con formas alveolares producto de la macrobioerosión.

Fuera de estas áreas, las morfologías alveolares y microalveolares presentan la máxima densidad y disminuyen rápidamente (siempre según la disposición general del acantilado) en dirección a tierra. La zona

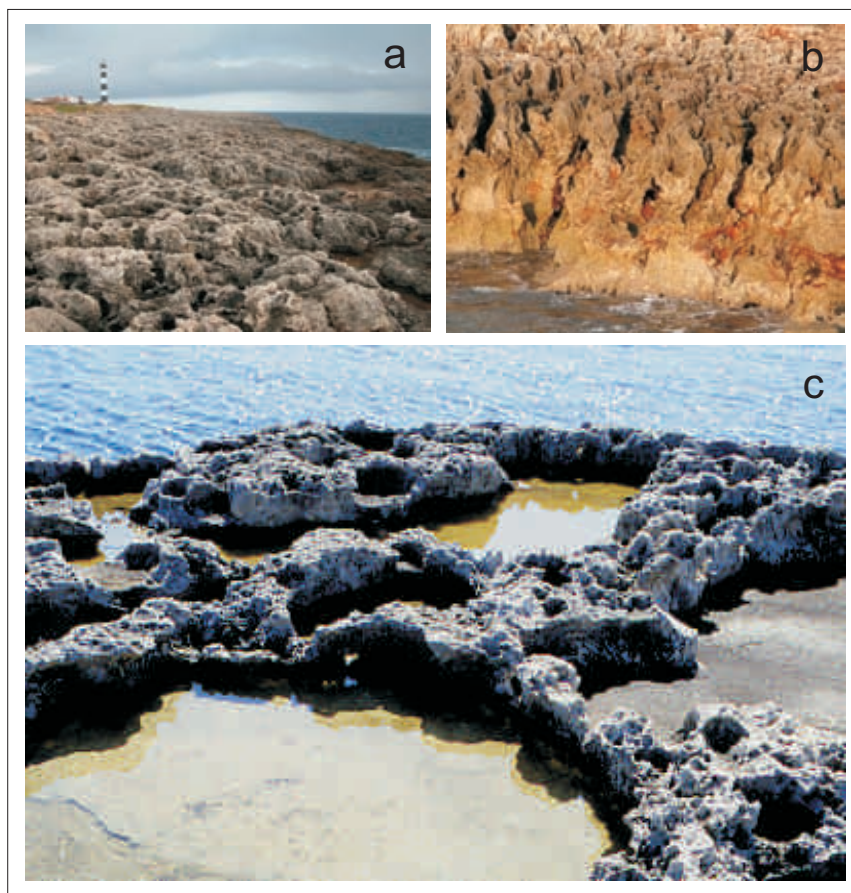


Figura 6

Lapiáz o karren litoral bien desarrollado sobre los niveles calcareníticos del Mioceno superior de la zona del Migjorn de Menorca. (a) Aspecto general en la zona del Cap d'Artrutx, (b) desarrollo de los pináculos en Cala Blanca, (c) cubetas o kamenitzas ("cocons") en el área de Punta Prima

de pináculos marca el límite en donde se desarrollan sobre las superficies planas supramareales las cubetas o kamenitzas. A partir de este punto las morfologías de disolución van disminuyendo y el control estructural de las formas es mucho más evidente, hasta llegar al dominio ya claramente sin influencia marina, donde las formas de lapiáz desarrollado bajo suelo adquieren una mayor importancia.

Agradecimientos:El presente trabajo es una contribución al proyecto BTE2002-04552-C03-01 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.